

MAGMÁS ÉS METAMORF KÉPZŐDMÉNYEK A TISZAI EGYSÉGBEN



Földrajzi és Földtani
Tanszékesegység



GeoLitera

Kötetszerkesztő
M. TÓTH TIVADAR

© SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, 2009.
Minden jog fenntartva

HU ISSN 2060-7067
ISBN 978-963-482-978-2

Nyomda

Páskum Nyomda Kft., Szekszárd
Felelős vezető: Farkas János
7100 Szekszárd, Páskum u. 4.

A kötet megjelenését a K-60768 számú OTKA támogatta.

Geolitera

SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport
6722 Szeged, Egyetem u. 2-6.

GeoLitera

Kiadó

SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport

A kötet a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék gondozásában készült

Sorozatszerkesztő

Pál-Molnár Elemér (Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék)

A sorozat szerkesztőbizottsága

Geiger János (Földtani és Őslénytani Tanszék)

Hetényi Magdolna (Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék)

Keveiné Bárány Ilona (Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék)

Kovács Zoltán (Gazdaság- és Társadalomföldrajzi Tanszék)

M. Tóth Tivadar (Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék)

Mezősi Gábor (Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék)

Mészáros Rezső (Gazdaság- és Társadalomföldrajzi Tanszék)

Rakonczai János (Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék)

Sümegi Pál (Földtani és Őslénytani Tanszék)

Unger János (Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék)

Címlapfotó: Intenzíven deformált gneisz, Do-54. sz. fúrás

RELIKT SZÖVETI ELEMÉK A GÖRCSSÖNYI FORMÁCIÓ ÓRIÁSGRÁNÁTOS GNEISZ TAGOZAT MINTÁIBAN

ÖSSZEFOGLALÁS

A dolgozatban a Baksai Komplexumot nagy mélységben feltáró Baksa-2 számú fúrás alsó két tagozatának relikvt szöveti elemeit, a gneisz minták nagyméretű gránát szemcséiben található zárvány paragenéziseket vizsgáltuk. A relikvt szövetek mikroszkópos vizsgálatával és különböző elméleti háttérű termobarometriai számításokkal az eddigiektől jelentősen eltérő metamorf fejlődést rekonstruáltunk. Ezek szerint az alsó két tagozat metamorf csúcsparaméterei $T \sim 680\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $P \sim 8\text{--}9\text{ kbar}$ voltak, melyet közel izoterm dekompresszió követett.

Nagy Ágnes, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszék, agnes.nagy@geo.u-szeged.hu

Bevezetés

A Dél-Dunántúl metamorf aljzatát közel 1200 méter mélységben maggal feltáró Baksa-2 sz. fúrás szerepe meghatározó a régió földtani fejlődésének megismerésében. A korábbi kutatások eredményeként jelentős mennyiségű információ áll rendelkezésre a metamorfitek protolitjának minősítésével (Szederkényi, 1996), metamorf (Szederkényi, 1976; 1998; Kovács et al., 1985; Árkai et al., 1985; 1999; Király, 1996) és poszt-metamorf (Tarnai, 1998; Fintor et al., 2008; Fintor et al., 2009) fejlődésével kapcsolatban. A bonyolult polimetamorf evolúció legkorábbi állomásainak szöveti emlékei a kőzetekből a későbbi átkristályosodás eredményeként jórészt eltűntek; ezek reliktumai csak egyes ellenálló ásványszemcsék – mindenekelőtt a gránátok – zárványaiként maradhattak fenn.

Bár a gránát zárványainak körültekintő petrográfiai elemzésével a korai metamorf ásvány paragenézisek több-kevesebb bizonytalansággal rekonstruálhatók, ezek

kvantitatív termobarometriai célú alkalmazása problémás. Mivel feltételezhető, hogy a zárványreakciók eredményeként az egyes fázisok kémiai összetételei megváltoztak, a kémiai egyensúlyon alapuló termobarometriai számítások eredménye nagy bizonytalansággal terhelt. Ezért a kalibrált termométerek, barométerek mellett robosztusabb módszerek alkalmazása, s az eredmények komplex értelmezése lehet célravezető a metamorf fejlődéstörténet rekonstrukciója során. Dolgozatunkban mindezek miatt az egykori ásvány paragenézisek stabilitási tartományainak termodinamikai modellezését, valamint egy szövetei alapú barométert is használunk.

Földtani háttér

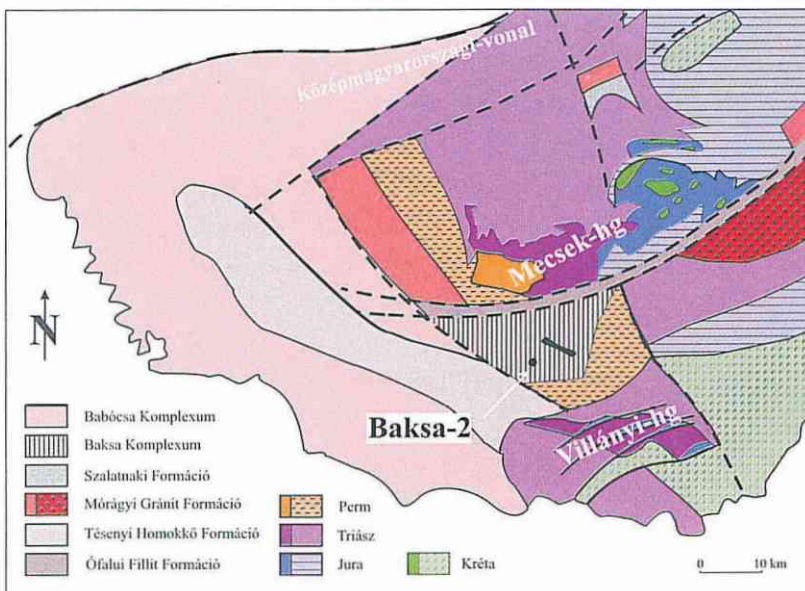
A terrénium elméleten alapuló felosztás szerint (Szederkényi, 1996) a Tiszai egység három terréniumra és több kisebb takaróegységre osztható; a Baksai Egység (alterénium), a Babócsai Egységgel együtt alkot-

ják a Dráva Terrénomot. A mai nevezéktanban (Császár, 2005) a Baksai Egység Baksai Komplexum néven szerepel, mely lényegében magában foglalja a Görcsöny-hátságot, a Villányi-hegység aljzatát és átnyúlik Kelet-Szlavóniába is (Szederkényi, 1998). A Komplexum nyugati határát a Babócsai Komplexum képezi, északról a Mecsek-alja vonal, keleten a „Villány-Szalatnak mélytörés” határolja, déli kiterjedése ismeretlen (1. ábra).

A Dráva-terrénum területén számos fúrás mélyült, a Baksai Komplexum metamorf képződményeit közel 1200 m mélységben a Baksa-2 számú fúrás tárja fel. Szederkényi (1979) a kevés harmadidőszaki fedőüledék alatti alaphegységet az azt felépítő kőzettípusok alapján öt tagozatra osztotta: (1) Felső Márványos Tagozat (57,1–223,7 m); (2) Kloritos Kétsillámú Gneisz Tagozat (223,7–821,8 m); (3) Alsó Márványos Tagozat (821,8–866,6 m); (4) Óriásgránátos Kétsillámú Gneisz Tagozat (866,6–922,2 m) és (5) Óriásgránátos Kétsillámú Pala Tagozat (922,2–1200 m). A Baksa-2 és az aljzatot harántoló további fúrások anyagának feldolgozása alapján részletesen ismert a Komplexum metamorf

fejlődéstörténete (Szederkényi, 1976; 1998; Kovách et al., 1985; Árkai et al., 1985; 1999; Király, 1996). A kristályos aljzat nagy részét felépítő gneisz és csillámpala protolitja grauwacke összetételű pelites üledék lehetett, melyben előfordultak mafikus láva vagy tufa eredetű közbetelepülések is. A déldunántúli aljzatban a Baksai Komplexum az egyetlen, mely tartalmaz több méter vastag karbonátos közbetelepüléseket is (Szederkényi, 1996). A Baksa-2 fúrás gneisz és amfibolit mintáin végzett szöveti megfigyelések és termobarometriai számítások alapján az aljzat az óra járásával megegyező metamorf P – T fejlődési utat követett, melyet nem szakítottak meg retrográd folyamatok (Árkai et al., 1999). A gránátok megjelenése és szöveti helyzete alapján két metamorf esemény azonosítható. Az első során keletkezett gránát porfiroblasztok nagy méretűek, a mag és a perem kémiai összetétele különböző, míg a másodikban apró és homogén gránátok alakultak ki. A kianit és a staurolit reliktszöveti helyzetű; a fő foliációt biotit és szillimanit határozza meg. A metamorfózis progresszív szakaszát közepes P és T jellemezte kianit indexásvánnyal,

a szakasz végén jelent meg a staurolit. A maximális metamorf fokot követő izotermális dekompresszió során a szillimanit volt a stabil és ekkor keletkeztek a második generációs, kis méretű gránátok is. Az azonos hőmérséklet mellett csökkenő nyomással jellemzett metamorf utat Árkai et al. (1999) a közvetlen szomszédban lezajlott gránit magmatizmus hőhatásának tulajdonítják. Az amfibolit mintákon csak ez utóbbi metamorf fázis hatását sikerült kimutatni. A



1. ábra A dél-dunántúli kristályos aljzat földtani térképe (Fülöp, 1994) és a Baksa-2 fúrás elhelyezkedése

Baksa-2 fúrás gneisz mintáinak 0,1–0,2 mm-nél nagyobb muszkovit és biotit szemcséin végzett K/Ar illetve Ar/Ar mérések eredménye alapján a metamorfózis kora $307,8 \pm 4,2$ – $311,9 \pm 3,9$ Ma (Lelkes–Felvári, Frank, 2006).

A Komplexum kőzetei posztmetamorf magmás tevékenység aplitjaihoz kapcsolódó kontakt metasztatizáció hatására jelentős mértékben átalakultak (Tarnai, 1998; Fintor et al., 2009); a késői kvarc–kalcit erek kialakulása hiperszalín fluidumok aljzatba szivárgásához köthetők (Fintor et al., 2008).

A jelenlegi vizsgálatok tárgya az alsó két tagozat, melyek kétharmad részben csillámpalából, egyharmad részben gneiszből állnak. Az egyveretű felépítést helyenként amfibolit betelepülések és tisztán biotitból álló szakaszok teszik változatosabbá (Szederkényi, 1979). Jellegzetes a gránátoknak a többi tagozatban jellemzőnél nagyobb mennyisége és akár a 2 cm-t is elérő szemcse-mérete.

Vizsgálati módszerek

Az alsó két óriásgránátos tagozatból a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geo-kémiai és Kőzettani Tanszékén rendelkezésre álló fúrómagokból a makroszkópos vizsgálat során további elemzésre azokat a mintákat választottuk, melyekben megfigyelhetők legalább 0,5 cm méretű gránát szemcsék, illetve a kőzetre jellemző foliációt megtörő egyéb prekinematikus szöveti elemek. Az ásványkémiai mérések egy része a Leobenii Egyetemen, ARL-SEMQ 30 elektronmikroszkóppal (15–20 kV, 17–30 nA) történtek, míg mások, illetve a pásztázó elektronmikroszkópos felvételek és az elemterképek a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Intézetének elektronmikroszkóp laboratóriumában készültek Hitachi S4700 típusú pásztázó elektron mik-

roszkóppal, és Röntec EDS spektrométerrel (20 kV, 10 nA). A kalibráláshoz természetes standardokat használtunk.

Termobarometriai módszerek

A vizsgált kőzetek metamorf fejlődéstörténetének rekonstrukciója során különböző elméleti háttérrel alapuló kvantitatív geotermobarometriai eljárásokat alkalmaztunk; az ásványok, ásványpárok kémiai egyensúlyán alapuló kalibrált termobarométerek, paragenézis modellezési módszerek és szöveti alapú termobarométerek eredményeit vetettük össze.

A metamorf hőmérséklet becslésére Ti-in-bio (Henry et al., 2005), gránát-fengit (Green, Hellman, 1982), gránát-biotit (Bhattacharya et al., 1992), és földpát-földpát (SOLV CALC program, Wen, Nekvasil, 1994)) termométereket használtuk. A nyomás számítása GASP (gránát, alumínium szilikát, plagioklász, kvarc; Ghent, 1976) és Si-in-fengit barométerekkel (Massonne, Schreyer, 1987) történt.

A mikroszkópos vizsgálatok során azonosított ásványtársaságok stabilitási tartományainak modellezésére Holland, Powell (1998) termodinamikai adatbázisának felhasználásával a Domino/Theriak (de Capitani, 1994) programcsomagot használtuk. Az algoritmus az algebrailag lehetséges paragenézisek Gibbs energiáját számítja, s a minimális energiájú ásványtársaságot tekint stabilnak. Míg a Theriak egy adott P_0 – T_0 pontban, a Domino adott P – T ablakban jeleníti meg az eredményeket.

Az ásványok kémiai egyensúlyán alapuló módszereken kívül ismertek a kőzet szöveti egyensúlya alapján kalibrált geotermobarometriai eljárások is. Ilyenek a kvarc szutúra vonalak bonyolultságának mértékét (Kruhl, Nega, 1996), vagy a földpát rekristalizáció során kialakuló új szemcsék méret

eloszlását (Kruhl, 2001) kihasználó termometriai módszerek, valamint az ásvány zárványok körül kialakuló mikrorepedések megjelenésén alapuló geobarométerek.

Radiális repedések zárványok körül, mint barométer

Az anyagok térfogat változása a hőmérséklet és a nyomás függvénye. Tágulás történik, ha a hőmérséklet nő vagy a nyomás csökken, és összehúzódás következik be hőmérséklet csökkenés vagy nyomás növekedés esetén, a térfogatváltozás mértéke függ az anyagi tulajdonságoktól. A kőzetek különböző termoelasztikus tulajdonságú ásványokból épülnek fel, melyeknek egy adott P - T út (kiemelkedés, eltemetődés, felfűtés, lehűlés, stb.) mentén eltérően változik a térfogata. A kőzet ásványszemcséi között mindezek eredményeként kialakuló nyomáskülönbség megfelelő feltételek esetén mikrorepedések kialakulásához vezethet.

Felismerve a radiális repedések, mint metamorf szöveti bélyeg nyomás függését, Van der Molen, Van Roermund (1986) kidolgoztak egy matematikai módszert a repedéskori nyomás kvantitatív meghatározására. Eszerint a környezeti feltételek megváltozásakor bekövetkező térfogatváltozás függ (1) a P - T változás mértékétől, (2) a zárvány és gazda ásványokra jellemző termális expanziós együtthatók különbségétől, (3) az elasztikus állandók különbségétől, (4) a zárvány alakjától és a mátrixban való elhelyezkedésétől. A szerzők a módszer kidolgozásához a legegyszerűbb esetet vették figyelembe, ahol az izotróp, gömbölyű zárvány egy izotróp végtelen mátrixba van bezárva. Az eredeti jelöléssel a kezdeti nyomás a mátrixban P_1 a zárványban P_{11} , a hőmérséklet az egész rendszerben T_1 . Miközben a hőmérséklet T_2 -re változik a mátrix nyomása P_2 lesz, a zárványé pedig P_{12} .

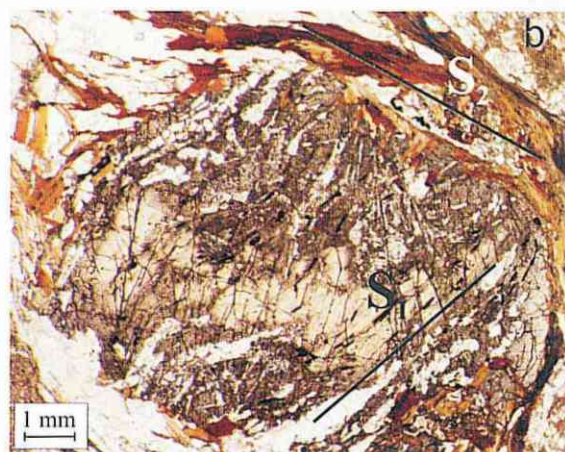
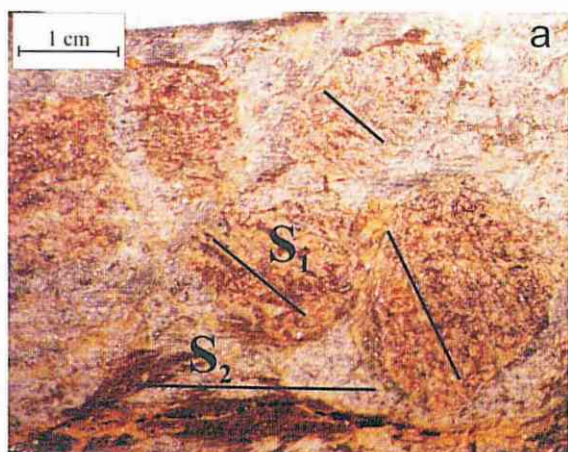
A P - T változás után három eset lehetséges. Az első esetben a befoglaló ásvány és a zárvány gyakorlatilag egyformán viselkedik, a rendszerben hidrosztatikus nyomás uralkodik ($P_{12}=P_2$). A második esetben a zárvány a befoglaló ásványhoz képest relatíve összehúzódik, ezért a belső nyomás kisebb lesz, mint a hidrosztatikus külső nyomás ($P_{12}<P_2$). Így gyakorlatilag a zárvány nem tölti ki a rendelkezésére álló teret, a feszültségek a zárvány mátrix határon kiegyenlítődéssre törekednek. Kellő feszültség különbség esetén a zárvány körül koncentrikus repedések jelennek meg. A harmadik esetben a zárvány relatíve kitágul a befoglaló ásványhoz képest, tehát a zárvány nagyobb méretre törekszik, mint amekkora hely a rendelkezésére áll. Ezért a zárvány belső nyomása nagyobb lesz, mint a külső hidrosztatikus mátrix nyomás ($P_{12}>P_2$). Ha az így kialakult feszültség különbség nyomán a belső túlnyomás legalább háromszorosa a külső nyomásnak ($P_{12}\geq 3P_2$), akkor a zárvány körül radiális repedések alakulnak ki.

A számításokhoz szükséges termodinamikai adatokat Holland, Powell (1998) adatbázisának felhasználásával a Domino/Theriak modellező programcsomaggal állítottuk elő.

Eredmények

Mikroszkópi megfigyelések

A gneisz és csillámpala minták foliált szövét a csillámok – biotit, muszkovit –, alárendelten a szillimanit szemcsék irányított-sága illetve a köztük elhelyezkedő kihengerelt kvarc és földpát szemcsék definiálják. Ezt a mintákban meghatározó palásságot helyenként ettől különböző irányú szerkezetek törik meg, mint a csillámkötegek hullámos lefutása, egyes nagyobb, undulálva kioltó csillámszemcse foliációba nem illesz-



2. ábra Foliációtól eltérő irányú zárványsorokat tartalmazó gránát porfiroblasztok a) magfotón és b) vékonycsiszolatban (1N)

kedő helyzete, pretektonikus gránát porfiroblasztok a mátrix foliációjától eltérő irányú zárvány sorokkal (2. a ábra). Mindezen szöveti jellegek alapján elkülönítettünk egy korábbi S1, és egy ezt felülbélyegző S2 foliációt.

A mátrix meghatározó ásványa a csillámok és a kvarc mellett, a földpát, mely káli-földpát, illetve általában poliszintetikus ikres plagioklász földpát. Nagyobb szemcséi intenzíven deformáltak, gyakran tartalmaznak kvarc, biotit, muszkovit és turmalin zárványokat. A kvarc zárványok jellemzően csoportosan, féregszerű megjelenéssel, mirmekites szövetet alkotva helyezkednek el a nagyobb földpát szemcsékben.

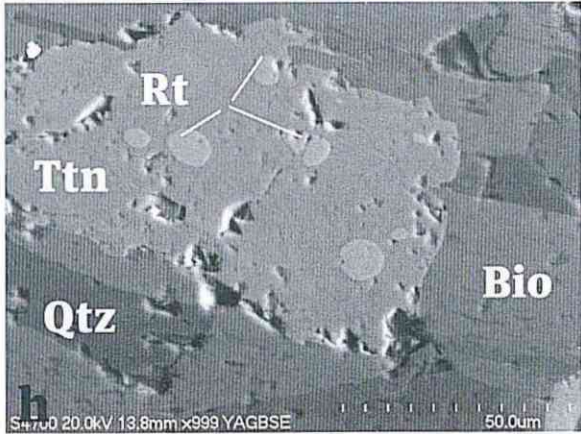
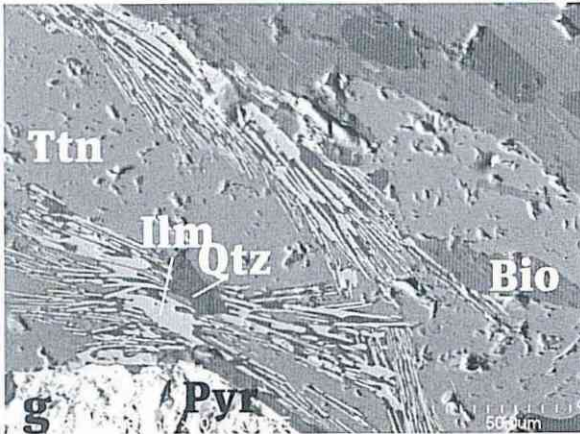
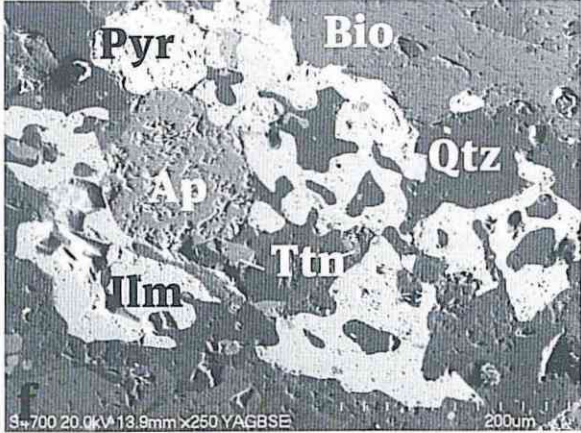
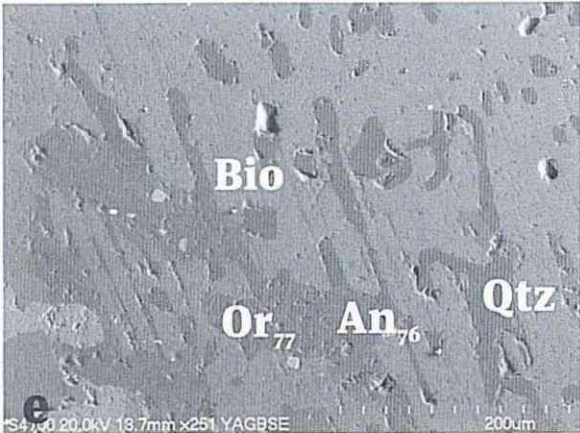
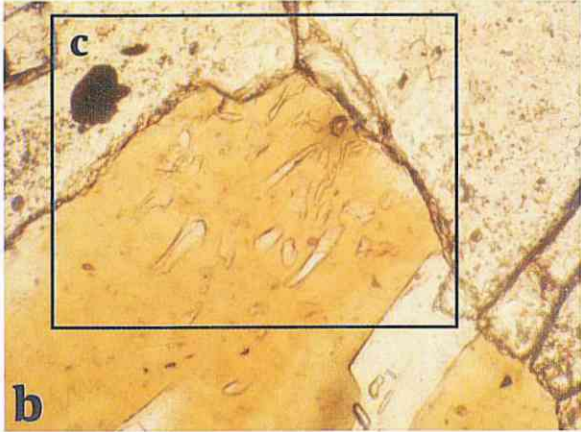
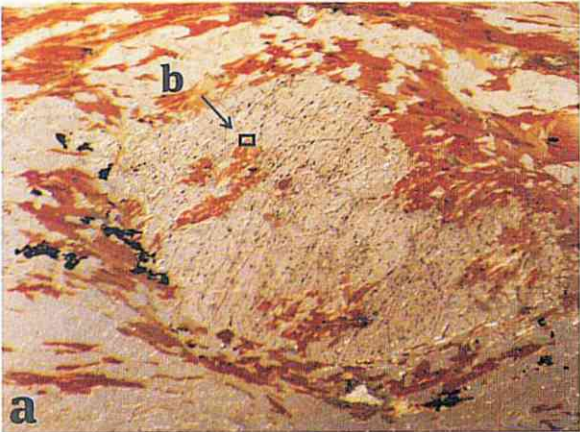
A kőzetben kétféle Al_2SiO_5 polimorf található meg, melyek közül jellemzőbb a kianit, sok apró és kevesebb nagyobb méretű, akár fél cm-es szemcsékkal. Ezek gyakran ikresen és kinkesen gyűrtek, repedéseit aprószemcsés fehér csillám tölti ki, mely sokszor körbe is veszi. Zárványként tartalmazhat biotitot, kvarcot, rutilt és turmalint. A kőzetben előforduló szillimanit szálak szemcsehalmozai az S2 csillámokkal párhuzamosan jelennek meg a mátrixban. Járulékos elegyrészként a mátrixban elszórva találunk apatitot, cirkont és turmalint, ez utóbbi apró ovális szemcséi sokszor a csil-

lámok mentén csoportosan fordulnak elő.

A kőzetmintákban előforduló számos gránát porfiroblaszt gyakran a több cm nagyságot is eléri, néhol magányosan, máshol csoportosan fordulnak elő. A szemcséket az S2 foliációt kijelölő csillámsávok mindig körbeveszik. Helyenként megőrződött a gránát közel hatszögű alakja, de a szemcsék túlnyomórészt rezorbeáltak, töredezetek. A szemcsék nagyszámú, többféle ásványból álló zárványai sorokban helyezkednek el (2. ábra), melyek iránya szöget zár be a mátrix palásságával (S1). Egyes esetekben a szemcsék szélei felé ezek a zárványsorok elkanyarodnak (2. b ábra), irányuk közelít a mátrix foliációjához.

Az S1 gránátok zárvány paragenézisei

A gránát porfiroblasztok S1 eseményhez köthető zárványai információt hordoznak a bezáródás metamorf körülményeiről, a zárványokat ásványos összetételük alapján csoportosíthatjuk. Jelentős a tűs habitusú ilmenitek részaránya, melyek egymással párhuzamosan, az S1 irányt követve állnak a gránátban. Egyes esetekben az ilmenit tűk irányát követő biotit szemcséket tartalmaz a gránát porfiroblaszt, melyek egyrészt a szemcse széléről befelé állnak, másrészt zár-



3. ábra (túloldalt) a, kvarc–biotit szimplektit zárvány elhelyezkedése gránát porfiroblasztban (1N); b) optikai mikroszkópos felvétele (1N) és; c) pásztázó elektron mikroszkópos felvétele az ÁGK- 830 mintában. kvarc–biotit szimplektit elektron mikroszkópos felvétele; d) titanit zárvánnyal; e) alkáli és plagioklász földpáttal az ÁGK-815 mintában. Pásztázó elektron mikroszkópos felvételek az ÁGK-815 mintából; f) kvarc–biotit–titanit–ilmenit szimplektit, apatittal és pirittel; g) ilmenit–kvarc összenövés titanitban; h) rutil zárványok a titanitban.

ványi helyzetben vannak (3. ábra). Ezek a biotitok nagyszámú kerek, féregszerű kvarc, esetenként ilmenit és földpát zárványt tartalmaznak. Hasonló szimplektites szövetű, S1 irányú biotit szemcse helyenként megfigyelhető a mátrixban is. Ahol a biotit zárványaként ilmenit is megjelenik, nagyobb mennyiségben található titanit, alárendelten rutil, ritkán pirit is (3. ábra). A biotit–kvarc–földpát szimplektiten készült elem térképek alapján az összenövés határa szabálytalan, sokszor féregszerű; a szövetben található ásványok egymást zárványként tartalmazzák. A földpát szemcséken belül a K és a Ca megoszlása nem homogén, a szemcsén belül elkülönül egy anortit gazdag és egy ortoklász gazdag tartomány. Albit gazdag rész nem jelentkezik a Na térképen, a földpátokban az albit elegyrész mennyisége alárendelt szerepű.

A gránátok gyakori zárványtípusa a kvarc és a földpát, az általuk alkotott zárványsorok irányítotttsága szintén az S1 irányt követi. A földpát zárványok gyakran élekkel határoltak, melyek sarkainál biotittal kitöltött radiális repedések figyelhetők meg. Ilyen mikrorepedések általánosak az apatit (4. e ábra) zárványok körül is, míg a kvarc zárványok esetében nem találhatók. A földpát zárványok nem homogének, s gyakran további, nagy sűrűségű szemcséket tartalmaznak zárványként (4. ábra). Az elem térképek alapján az alkáliföldpát zárványokban elkülönülnek az albit és ortoklász gazdag tartományok (4. b ábra), míg a plagio-klász szemcsék alumíniumszilikát (4. f ábra), alárendelten staurolit kristályokat zárnak magukba. A földpát zárványok esetenként zárványként tartalmazzák turmalint és apa-

titot is. Az Or-Ab földpát zárványok mellett, kis számban homogén alkáliföldpát összetételű zárványt is megfigyeltünk.

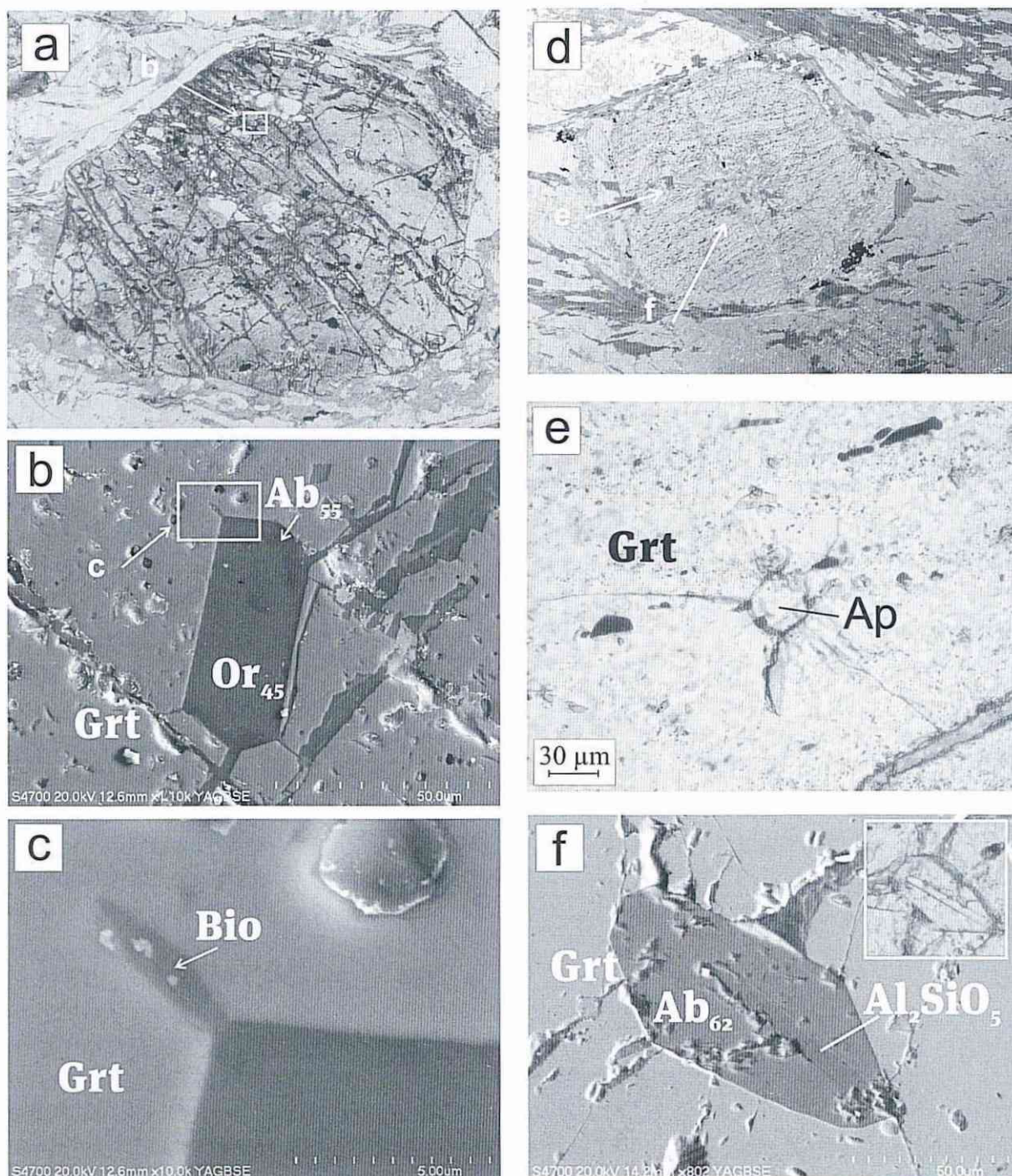
Ásványkémia

Az ásványkémiai mérések eredményét az 1., 2. és 3. táblázat foglalja össze.

1. táblázat

Az Óriásgránátos Gneisz és Csillámpala Tagozatok reprezentatív gránát összetételei

MINTA	ÁGK - 830	ÁGK - 830	ÁGK - 830	ÁGK - 830
	GAR1	GAR2	GAR3	GAR4
SiO ₂	39,62	38,06	39,52	37,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,95	21,38	21,92	21,50
FeO	31,63	30,87	32,48	35,38
MnO	1,44	1,70	0,49	1,42
MgO	3,74	3,64	3,47	3,10
CaO	2,85	2,47	2,89	3,20
Összesen	101,23	98,12	100,78	101,64
Si	3,08	3,06	3,09	2,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,01	2,03	2,02	2,01
Fe	2,06	2,08	2,12	2,35
Mn	0,09	0,12	0,03	0,10
Mg	0,43	0,44	0,40	0,37
Ca	0,24	0,21	0,24	0,27
Alm	0,73	0,73	0,76	0,76
Sps	0,03	0,04	0,01	0,03
Prp	0,15	0,15	0,14	0,12
Grs	0,08	0,08	0,09	0,09



4. ábra a) ÁGK-731-es minta gránát porfiroblasztjában (1N) található alkáli földpát zárvány pásztázó elektronmikroszkópos felvétele; b) sarkainál radiális repedésekkel, melyet; c) biotit tölt ki. Az ÁGK-830-as mintában lévő; d) gránát porfiroblasztba (1N) zárt; e) apatit zárvány radiális repedésekkel (optikai mikroszkópos felvétele (1N)) és; f) plagioklász zárvány alumíniumszilikát zárvánnyal (optikai és pásztázó elektronmikroszkópos felvétel)

A geotermobarometriai számítások eredményei

A kvantitatív geotermobarometriai számítások eredményeit a 4. táblázat tartalmazza.

Paragenezis modellezés

A biotit+kvarc+káliföldpát±titanit±rutil szimplektit keletkezésének *P-T* viszonyait a mért biotit összetétellel modelleztük, titán

fázissal és anélkül. A biotitot tartalmazó paragenézis felső hőmérsékleti határa mindkét esetben $T \sim 700^\circ\text{C}$. A nyomástól lényegében alig függő reakciók HT oldalán a piroxén+kálföldpát+rutil+H₂O egyensúlyi ásványtársaság jelenik meg (5. ábra).

Zárványok körüli radiális repedések, mint barométer eredményei

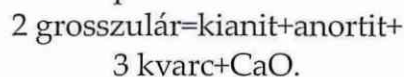
A Baksai gneisz minták óriásgránátjaiban az alkáli földpát és az apatit zárványok körül radiális repedések jelennek meg, míg a repedések hiányoznak a kvarc szemcsék esetében (4. ábra). Megfelelő termodinamikai adatok hiányában az apatit viselkedését nem modelleztük. Az alkáli földpát szélső tagjai közül a nyomásváltozás függvényében az ortoklász mutatja a legnagyobb térfogat változást, ezért a számításokat tiszta K-földpát

esetére végeztük. A kvarc zárványra vonatkozó számítások eredményei – radiális repedések hiányában – a maximális nyomás maximumát adhatják meg. A kapott belső zárvány nyomás értékeket (P_{12}) a külső nyomás (P_2) függvényében végül grafikusán ábrázoltuk (6. ábra).

Diszkusszió

Az idiomorf földpát zárványok keletkezése

A baksai mintákban észlelthez (4. ábra) hasonlóan gránátban megjelenő szögletes plagioklász zárványokról számol be Whitney (1991). A forma kialakulását a zárvány és a befoglaló gránát között lejátszódó reakcióval hozza kapcsolatba:



2. táblázat

A kvarc-biotit szimplektitk reprezentatív biotit összetételei

MINTA	ÁGK-815	ÁGK-815	ÁGK-815	ÁGK-815	ÁGK-815	ÁGK-815	ÁGK-815
	BI01	BI02	BI03	BI04	BI05	BI06	BI07
SiO ₂	39,65	40,18	39,37	40,77	39,07	39,28	39,32
TiO ₂	1,92	2,41	2,20	2,18	2,65	2,63	2,36
Al ₂ O ₃	17,54	17,15	16,91	16,94	15,49	15,44	16,08
FeO	13,40	13,03	13,94	12,09	16,43	16,45	15,65
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,06
MgO	15,62	15,07	14,39	15,64	14,88	14,68	15,19
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,15
K ₂ O	8,66	9,29	9,06	8,82	8,95	8,16	7,48
Összesen	96,77	97,13	95,88	96,45	97,73	97,10	96,35
Si	6,21	6,28	6,26	6,36	6,20	6,25	6,24
Ti	0,23	0,28	0,26	0,26	0,32	0,31	0,28
Al	3,24	3,16	3,17	3,12	2,90	2,89	3,01
Fe(ii)	1,76	1,70	1,85	1,58	2,18	2,19	2,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
Mg	3,65	3,51	3,41	3,64	3,52	3,48	3,59
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
K	1,73	1,85	1,84	1,76	1,81	1,65	1,51
Mg #	0,68	0,67	0,65	0,70	0,62	0,61	0,63

A repedéseken bejutó fluidum által segített reakció a mintákban több jellegzetes bélyeget hagy maga után. (1) A plagioklász zárvány alakja a gránát negatív kristályformáját veszi fel. (2) Míg a bezáró gránátban a zárvány körül reakciós udvar alakul ki, melyet főként a Ca hiánya jellemez, s kevésbé jelentős változás a Fe, a Mg és a Mn tartalomban is kimutatható; (3) addig a plagioklász zárvány fordítottan zónássá válik, azaz a Ca tartalom kívülről befelé nő. A folyamat ezen indikátorai a Baksa-2 óriásgránátjaiban nem tapasztalhatóak; a plagioklász zárványokban és körülöttük nincs reakciós udvar, illetve éleik nem párhuzamosak sem egymással, sem a gránát oldalával, így nem lehetnek a befoglaló ásvány negatív kristályformái. A mintákban ugyancsak gyakran szögletes alakkal megjelenő alkáliföldpátok keletkezése pedig egyáltalán nem magyarázható a fenti reakcióval. Mindezek arra engednek következtetni, hogy a vizsgált földpát zárványok nem reakciótermékek, hanem földpátként záródtak be, s így alkalmazhatóak rájuk a geotermobarometriai módszerek.

A zárványként megjelenő földpátokra ($An_{36}Ab_{62}Or_2$ és $Ab_{55}Or_{45}$) elvégzett földpát-földpát termometriai számítás eredményei döntően a $T\sim 680\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ intervallumba esnek. Mivel a plagioklász zárványok gyakran tartalmaznak alumínium szilikát zárványt (ritkábban staurolitot) (4. ábra), a nyomás meghatározásához a GASP barométert használtuk. Az elvégzett vizsgálatok során

3. táblázat

Az Óriásgránátos Gneisz és Csillámpala Tagozatok reprezentatív földpát összetételei (zárvány és szimplektit)

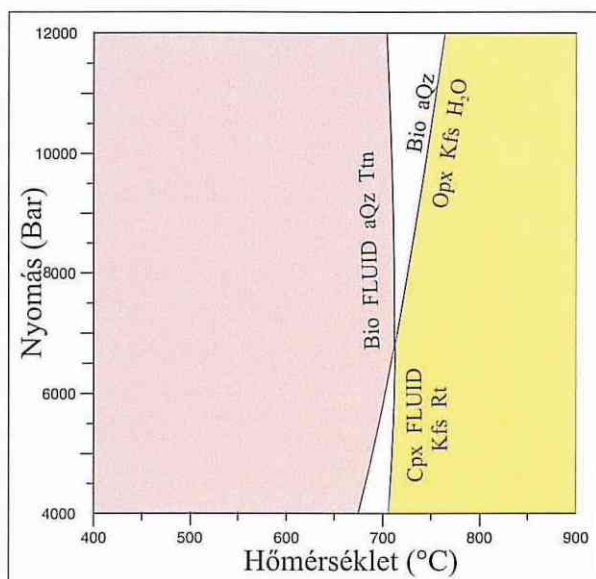
MINTA	ÁGK – 830	ÁGK – 830	ÁGK – 830	ÁGK – 830	ÁGK – 815
	FP1	PL1	PL2	PL3	PL- SZIMPL
SiO ₂	64,89	59,14	58,77	59,09	46,01
Al ₂ O ₃	19,63	27,93	27,18	27,00	34,95
CaO	0,56	7,20	7,21	7,46	15,95
Na ₂ O	5,97	7,18	7,04	6,96	2,40
K ₂ O	7,59	0,24	0,35	0,44	0,48
Összesen	98,63	101,69	100,56	100,94	99,78
Si	2,95	2,59	2,61	2,61	2,12
Al	1,05	1,44	1,42	1,41	1,90
Ca	0,03	0,34	0,34	0,35	0,79
Na	0,53	0,61	0,61	0,60	0,21
K	0,44	0,01	0,02	0,03	0,03
Or	0,44	0,01	0,02	0,03	0,03
Ab	0,53	0,63	0,63	0,61	0,21
An	0,03	0,35	0,35	0,36	0,76

nem lehetett egyértelműen megállapítani, hogy melyik Al_2SiO_5 polimorf található a zárványokban, ezért a mátrixban előforduló mindkét módosulattal (kianit, szillimanit) elvégeztük a számításokat. Az így kapott eredmények a szillimanit és a kianit stabil $P\text{--}T$ tartományainak határára esnek, $P\sim 8\text{--}9$ kbar ($T\sim 680\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$) nyomás feltételezhető. Ezért amennyiben kianit van a zárványban, a meghatározott $P\text{--}T$ intervallumon belül, kicsivel alacsonyabb hőmérsékleten és magasabb nyomáson, ha szillimanit, akkor vala-

4. táblázat

A kvantitatív termobarometriai számítások eredményei

ÁSVÁNY (PÁR)	GEOTERMOBAROMETRIAI MÓDSZER	EREDMÉNY
biotit	Ti-in-biotit (Henry et. al., 2005)	650–700 $^{\circ}\text{C}$
alkáli földpát–plagioklász földpát	Földpát–földpát (SOLV CALC, Wen, Nekvasil, 1994)	680–720 $^{\circ}\text{C}$
gránát–alumíniumszilikát–plagioklász–kvarc	GASP (Ghent, 1976)	8–9 kbar
gránát–fengit	(Green, Hellman, 1982)	620 $^{\circ}\text{C}$
fengit	(Massonne, Schreyer, 1987)	4,8 kbar

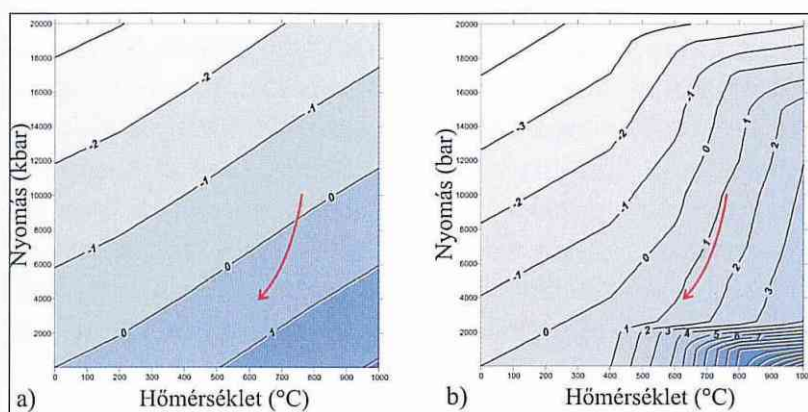


5. ábra A biotit+kvarc+kálföldpát±Ti-fázis ásványtársaságok paragenézis modellezésének grafikus eredménye

mivel magasabb hőmérsékleten és kisebb nyomáson keletkeztek a földpát zárványok. Amennyiben – bár ennek szöveti bizonyítéka nincs –, a Whitney (1991) által leírt reakció módosította a gránát és a földpát zárvány összetételét, a számított érték minimum nyomásként értelmezhető.

Kvarc+biotit+kálföldpát±titanit±rutil szimplektit

A biotit+kvarc+kálföldpát±Ti-fázis szimplektit (3. ábra), az S1 irányhoz köthetően

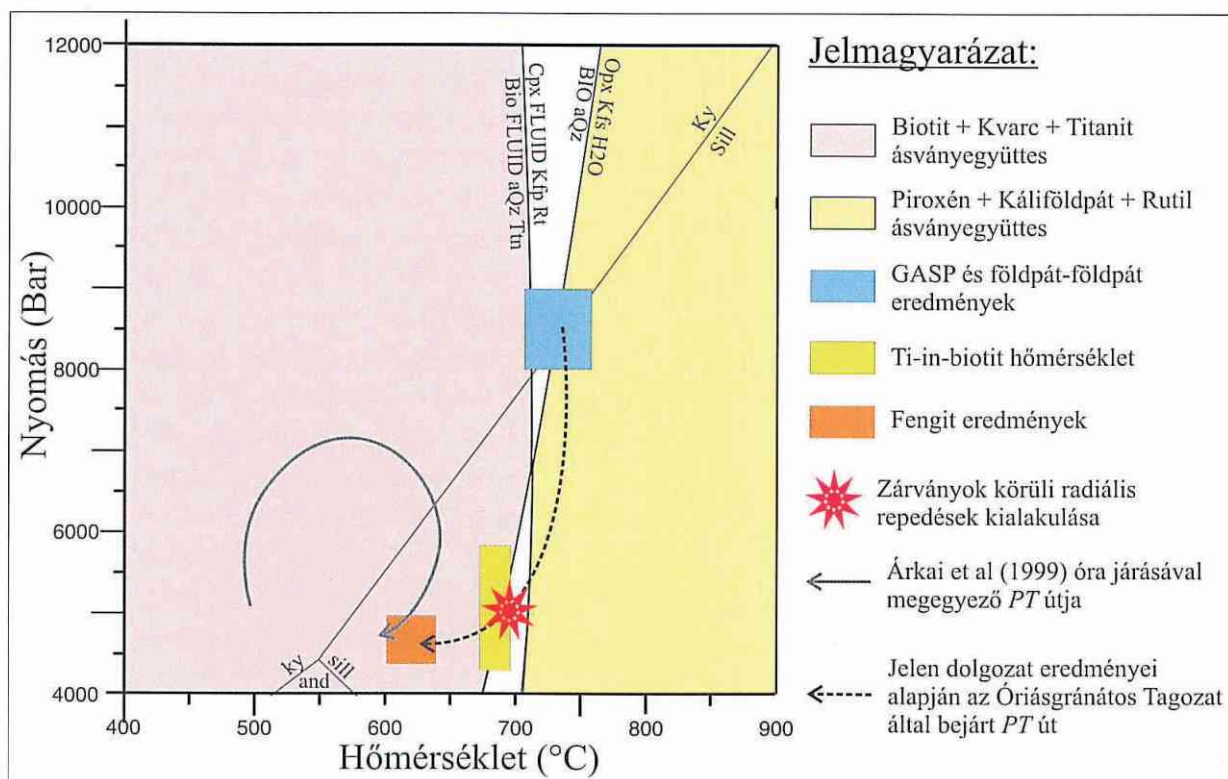


6. ábra A belső zárvány nyomás a külső mátrixnyomás arányában (P_1/P_2) a) ortoklás és b) kvarc esetén. A piros nyíl az ásványok egyensúlyán alapuló geotermobarometriai eredmények alapján feltételezett P - T utat jelzi

megjelenő zárvány típus, mely helyenként a mátrixban is megőrződött. Ezt az ásványtársaságot a mért biotit összetétellel a Domino/Theriak programmal modellezve a klinopiroxén+kálföldpát+rutil+ H_2O =biotit+kvarc+titanit, illetve a ortopiroxén+kálföldpát+ H_2O =biotit+kvarc reakciók feltételezhetők, melyek, lényegében a nyomástól függetlenül, $T \sim 700$ °C körül mennek végbe. Ezt megerősíti a Ti-in-bio termométer eredménye, mely szerint a kvarc-biotit szimplektites szövetben megfigyelt a biotitokra $T \sim 680$ °C. Mivel szimplektites szövet rendszerint csökkenő hőmérséklet eredményeként alakul ki, s esetünkben a biotit keletkezési hőmérséklete egybeesik a fenti reakciók egyensúlyi hőmérsékletével, a vizsgált szimplektit kialakító reakció a piroxén+kálföldpát+ H_2O ±Ti-fázis=biotit+kvarc reakció lehetett.

Radiális repedések kialakulása a gránátok zárványai körül

A gránátokban megfigyelt földpát zárványok közül az alkáli földpátok sarkainál radiális repedések alakultak ki. Ilyen repedések tapasztalhatók az apatit zárványok körül is, míg a kvarc és plagioklás zárványok körül nem észlelhetők. Számos szerző foglalkozik a jelenséggel, így, valószínűleg elsőként, Webb (1941) bazaltban több cm nagyságú kvarc xenokristályok körül megjelenő radiális repedéseket írt le. A repedések kialakulását, a hűlés során a finomszemcsés mátrix és a xenokristályos kvarc xenolitok között fellépő húzóerőnek tulajdonította. Rámutatott arra, hogy az ásványok termális expanziós együtthatója, illetve azok



7. ábra A geotermobarometriai eredmények P-T térben

eltérése is szerepet játszik a húzóerők fellépésében. Megfigyelte azt is, hogy ahol a kvarc xenolitok szögletesek, a csúcsokban hosszabb repedések jöttek létre.

Széles körben ismert a coesit utáni α -kvarc körüli repedések megjelenése eklogit fáciesű kőzetekben (pl.: Liu, Mao, 1989; Hirajama et al., 1990; Schmädicke, 1991; Caby, 1994; Schertl, Okay, 1994; Wain et al., 2000; Massonne, 2001; Ghiribelli, 2002). A repedések kialakulását a SiO_2 polimorf átalakulásához kötik, mely sok esetben indikátora a kőzet magas nyomású eredetének. Ismert a jelenség apatit (Wendt et al., 1993), rutil (Hwang et al., 2007) és β -kvarc (Wendt et al., 1993) zárványok esetében is. A repedések kialakulását minden esetben az ásványfázis átalakulás miatt bekövetkezett térfogat növekedés okozza. Coesit zárványból α -kvarcba átalakulás esetén van der Molen, van Roermund (1986) dolgozott ki a zárvány és a bezáró ásvány elasztikus tulajdonságai alap-

ján matematikai módszert a repedések kialakulásának nyomás körülményeinek meghatározására. A modellben feltételezik, hogy a zárványalak izotróp, és a gazdaásvány végtelen méretű. Eredményeik azt mutatják, hogy a radiális repedések kialakulásához a zárványban a litosztatikus nyomást (P_2) legalább háromszorosan meghaladó túlnyomás (P_{12}) szükséges; $P_{12} \geq 3P_2$. Wendt et al. (1993) olyan kőzetekben írt le α -kvarc zárvány körüli radiális repedéseket, melyek független vizsgálatok alapján nem jártak sem a coesit sem a α -kvarc stabilitási mezéjében. Az α -kvarc mellett az apatit zárványok körül is megfigyelték a jelenséget. A radiális repedésekhez szükséges térfogat növekedést különböző, magas bezáródáskori nyomás értékekkel és eltérő mértékű izotermális dekompresszióval a van der Molen, van Roermund (1986) által kidolgozott matematikai eljárással modellezte. Számításai szerint kellően magas kezdeti nyomás és

jelentős mértékű izotermális dekompresszió mellett az α -kvarc térfogata a mátrixhoz képest annyira megnő, hogy az radiális repedések kialakulásához vezet. Az α -kvarc fázis átalakulás nélküli maximális térfogat növekedése 4–5%, mely elegendő a repedések kialakításához.

A baksai mintákra vonatkozó számítási eredményeink az izometrikus kvarc zárványok esetén azt mutatják (6. b ábra), hogy az ásványok egyensúlyán alapuló geotermobarometriai eredmények által kirajzolt, közel izoterm dekompresszióra utaló P - T út mentén a külső és belső nyomás aránya csak kismértékben változik, s így a kvarc zárványok körül nem alakulhattak ki repedések. A 6. ábra alapján radiális repedések kialakulására a „-2”-vel jelzett izovonálnál magasabb nyomáson lenne lehetőség, amit a metamorf fejlődés során a kőzetek feltételezhetően nem értek el.

Az ortoklász zárványok esetében (6 a ábra) a feltételezett P - T út mentén szintén nem alakulhatott ki a háromszoros túlnyomás a földpát zárványban. Ezek a zárványok azonban nem teljesítik Van der Molen, Van Roermund (1986) modelljének az izotróp zárvány alakra vonatkozó feltételét. A modell ezzel kapcsolatos hiányosságaira mutat rá és keres megoldást Whitney et al. (2000), aki szögletes zárványok sarkainál létrejövő radiális repedések kialakulásának körülményeit vizsgálja. A modellezéshez két-dimenziós BEM („boundary element method”) eljárást használ, mely jól alkalmazkodik lineáris diszkontinuitások határfelületeihez, mint amilyen a zárvány és a gazdaásvány határa. A gránát által bezárt, különböző mértékben szögletes zárványok vizsgálatának eredményeként megállapították, hogy annál hamarabb alakul az adott saroknál a repedés, (1) minél kevesebb szögű a zárványalak, (2) minél tompább az adott sarok, (3) minél nagyobb méretű a zárvány, illetve (4)

nagyobb az esély a repedésre olyan saroknál, amely a zárványalak megnyúlási irányában helyezkedik el. A zárványalak döntő szerepe mellett azt is kimutatták, hogy a repedés kialakulása csak a nyomás különbségtől függ, s nem függ attól, hogy milyen magas nyomásról indul a dekompresszió. A modellezett eseteknél megfigyelték, hogy az első repedés megjelenése után, ha növekszik a nyomás különbséget, újabb repedések jelennek meg. Tehát minél több saroknál található repedés a zárvány körül, a nyomás különbség annál nagyobb lehetett.

A szerzők ábráinak és táblázatainak tanúsága szerint, átlagosan $2,5 \pm 0,1$ kbar nyomás különbség kialakulásakor jön létre az első repedés annál a saroknál, melynek erre a legnagyobb a hajlandósága a fentebb leírtak szerint; majd további sarkoknál alakulnak ki repedések $3,0 \pm 0,1$ kbar nyomás különbséggig (3–4 repedésig modelleztek). Az eredményeik az mutatják, hogy a repedések kialakulására nézve a zárványalak jelentősége a döntő, emellett pedig a kialakult nyomás-különbség nagysága és nem a bezáródáskori nyomás nagysága a meghatározó. A szerzők kijelentik, hogy szögletes zárványok esetén a repedések nem utalnak egyértelműen UHP körülményekre. Az állítást megfordítva, az is igaz, miszerint nem feltétlenül alakulnak ki radiális repedések olyan zárványok körül, amelyek magas nyomású körülmények között jártak, amennyiben a zárvány túl kicsi vagy túl kerek, illetve az esetleg kialakult repedések később beforradhatnak.

Mindezen eredményeket alkalmazva a vizsgált baksai szögletes földpát zárványokra, melyek körül rendszerint 3–4 radiális repedés figyelhető meg, a nyomás különbség $\sim 3,0 \pm 0,1$ kbar lehetett a repedés-kor. A többi geotermobarometriai eredményt is figyelembe véve, a bezáró gránátok kialakulására $P > 8$ kbar becsülhető.

A Baksai Komplexum metamorf fejlődése az eredmények tükrében

Az egyes szöveti elemekhez kapcsolódó nyomás és hőmérséklet tartományokat egyazon P - T térben ábrázolva megkapjuk a vizsgált gránátok zárványai által rekonstruálható metamorf utat (7. ábra). Ezt összevetve a korábbi termobarometriai eredményekkel (Árkai et al., 1999), valószínűsíthető, hogy az Óriásgránátos Tagozatok korai metamorf fejlődéstörténete szignifikánsan eltér a korábban felismert evolúciótól. Másrészt, a Baksa-2 fúrás alsó szakaszát, valamint a jelenleg fölötté elhelyezkedő litológiai egységeket jellemző metamorf utak a $T \sim 620$ °C hőmérséklet és $P \sim 5$ kbar nyomás fizikai viszonyok között metszik egymást, ami alapján feltételezhető, hogy a két, önálló fejlődésű szerkezeti egység határa magas hőmérsékleten kialakult tektonikus határként értelmezhető.

IRODALOMJEGYZÉK

- Árkai, P., Horváth, P., Nagy, G., (1999): A Clockwise P - T Path from the Variscan Basement of the Tisza Unit, Pannonian Basin, Hungary. *Geol. Croat.*, **52/2**, 109–117.
- Árkai, P., Nagy, G., Dobosi, G., (1985): Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian-basin: Geothermometric and geobarometric data. *Acta Geologica Hungarica*, **23 (3–4)**, 165–190.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K., Raith M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111/1**, 87–93
- Caby, R. (1994): Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *Eur. J. Mineral.*, **6**, 235–244.
- Császár, G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 213–256.
- De Capitani, C. (1994): Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Beihefte zum European Journal of Mineralogy, 72. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, **6**, 48.
- Fintor K., Schubert F., M. Tóth T., (2008): Hiperszalin plaeofliudum áramlás nyomai a Baksai komplexum repedésrendszerében. *Földtani közlöny*, **138/2**, 445–468.
- Fintor, K., M. Tóth, T., Schubert, F. (2009): Near vein metasomatism along propylitic veins in the Baksa Gneiss Complex, Pannonian Basin, Hungary. *Geologica Croatica* (in press).
- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémiai Kiadó, Budapest. 447.
- Ghent, E. D. (1976): Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, **61**, 710–714.
- Ghiribelli, B., Frezzotti, M.-L., Palmeri, R. (2002): Coesite in eclogites of the Lanterman Range (Antarctica): Evidence from textural and Raman studies. *Eur. J. Mineral.*, **14**, 355–360.
- Green, T. H. & Hellman, P. L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15**, 253–266.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005): The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelite biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, **90**, 316–328.
- Hirajima, T., Ishiwatari, A., Gong, B., Zhang, R., Banno, S., Nozaka, T. (1990): Coesite from Mengzhong eclogite at Dhonghai county, northeastern Jiangsu province, China. *Mineralogical Magazine*, **54**, 579–583.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 309–343.
- Hwang, S. L.; Shen, P.; Yui, T. F.; Chu, H. T. (2007): TiO_2 nanoparticle trails in garnet: implications of inclusion pressure-induced microcracks and spontaneous metamorphic-reaction healing during exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, **25/4**, 451–460.
- Kruhl, J. H., (2001): Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and ana-

- logue mineral. Int. J. Earth Science (Geol Rundsch), **90**, 104–117.
- Kruhl, H. J. & Nega, M. (1996): The fractal shape of sutured quartzgrain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, **85**, 38–43.
- Király, E., (1996): Adalékok a délkelet–dunántúli polimetamorf aljzat megismeréséhez. *Földtani Közölny*, **126/1**, 1–23.
- Kovách, A., Svingor, E., Szederkényi, T., (1985): Rb–Sr dating of basement rocks from the southern foreland of the Mecsek Mountains, Southeastern Transdanubia, Hungary. *Acta Mineralogica–Petrographica*, Szeged, **XXVII**, 51–57.
- Lelkes–Felvári, Gy.–Frank, W., (2006): Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega–Unit, *Acta Geologica Hungarica*, **49/3**, 189–206.
- Massonne, H.–J., (2001): First find of coesite in the ultrahigh–pressure metamorphic area of the Central Erzgebirge, Germany. *Eur. J. Mineral*, **13**, 565–570.
- Massonne, H.–J. & Schreyer, W. (1987): Phengit geobarometry based on the limiting assemblage with Kfeldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212–224.
- van der Molen, I., & van Roermund, H. L. M. (1986): The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusion during uplift. *Lithos*, **19**, 317–324.
- Schertl, H.–P., Okay, A. I. (1994): A coesite inclusion in dolomite in Dabie Shan, China: Petrological and rheological significance. *Eur. J. Mineral*, **6**, 995–1000.
- Schmädicke, E. (1991): Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. *Eur. J. Mineral*, **3**, 231–238.
- Szederkényi, T., (1996): Metamorphic formations and their correlations in the part of Tisza Megaunit (Tisza Composit Terrane). *Acta Mineralogica–Petrographica*, Szeged, **37**, 143–166.
- Szederkényi, T., (1998): A Dél–Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana, in Magyarország képződményeinek rétegtana. Bp MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, 93–106.
- Szederkényi, T. (1979): A mecseki ópaleozoos – prekabriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása. Kézirat, SZTE, Szeged.
- Szederkényi, T., (1976): Barrow – type metamorphism in the crystalline basement of South–East Transdanubia. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **20**, 47–61.
- Tarnai, T. (1998): Mineralogical – Petrological study on ore vein penetrated by the key–borehole Baksa No.2 SE Transdanubia, Hungary. *Acta Mineral. Petrogr.* Szeged, **39**, 21–34.
- Wang, X., Liu, J. G., Mao, H. K. (1989): Coesite–bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. *Geology*, **17**, 1085–1088.
- Wain, A., Waters, D., Jephcoat, A., Olijnyk, H. (2000): The high–pressure to ultrahigh–pressure eclogite transition in the Western Gneiss Region, Norway. *Eur. J. Mineral*, **12**, 667–687.
- Webb, W., R. (1941): Quartz xenocrysts in olivine basalt from the southern sierra nevada of California. *American Mineralogist*, **26**, 321–337.
- Wen, S. & Nekvasil, H., (1994): SOLV CALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two–feldspar geothermometry. *Computers & Geosciences*, **20/6**, 1025–1040.
- Wendt, A. S., D’Arco, P., Goffé, B., Oberhänsli, R., (1993): Radial cracks around kyanite inclusions in almandine: constraints on the metamorphic history of the Oman mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**, 449–461.
- Whitney, D., L. (1991): Calcium depletion halos and Fe–Mn–Mg zoning around faceted plagioclase inclusions in garnet from a high–grade pelitic gneiss. *American Mineralogist*, **76**, 493–500.
- Whitney, D. L., Cooke, M. L., Du Frane, S. A., (2000): Modeling of radial microcracks at corners of inclusions in garnet using fracture mechanics. *Journal of Geophysical Research*, **105/B2**, 2843–2853.